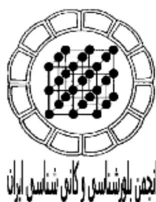
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۸، از صفحهٔ ۸۷۱ تا ۸۸۴



معدن باریت تلخابوند، شرق بجستان، استان خراسان رضوی: کانی‌شناسی، زمین شیمی عناصر خاکی نادر و بررسی سیال های درگیر

جواد معصومی[۱]، آزاده ملکزاده شفارودی*[۲]، صدیقه زیرجانی‌زاده[۳]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۰/۲۶، نسخه نهایی: ۹۸/۱/۲۴)

چکیده: معدن باریت تلخابوند در شرق بجستان، استان خراسان رضوی، و در شمال غربی بلوک لوت قرار دارد. زمین‌شناسی منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک، سنگ آهک، توده‌های نفوذی و واحد اسکارنی کرتاسه و واحدهای آتشفشانی ائوسن است. کانی-سازی باریت به شکل رگه‌ای و با روند بیشتر شمال‌غربی—جنوب‌شرقی همه واحدهای سنگی منطقه را قطع کرده است. کانی‌ها شامل باریت، کوارتز و کلسیت همراه با مقادیر جزئی پیریت‌های بیشتر اکسید شده و گالن و کانی‌های ثانویه گوتیت، لیمونیت، کوولیت، مالاکیت و آنگلزیت هستند. ناهنجاری مثبت La و Gd و به شدت منفی Ce (۰/۵- تا ۱/۲۷-) و مقدار Ce/La کمتر از یک (۰/۰۵ تا ۰/۵۵) نشان می‌دهد که باریت‌ها در محیط آب دریا تشکیل شده‌اند. البته شواهد صحرایی این موضوع را رد می‌کند. غنی‌شدگی خاکی نادر سبک/عناصر خاکی نادر سنگین (LREE/HREE) در باریت‌ها نشان دهنده وجود یک سیال غنی از کلر است. دمای تشکیل کانی-های مختلف معدن تلخابوند بین ۱۳۸ تا ۳۹۰ درجه سانتیگراد است و از محلولی شامل نمک‌های NaCl و $CaCl_2$ با درجه شوری بین ۷/۵ تا ۱۵/۸ درصد وزنی بوجود آمده‌اند. نتایج نشان می‌دهد که محلوهای غنی از باریم و سیلیس نخست از آب ماگمایی ناشی شده‌اند. افزایش شوری سیال کانه‌دار در مراحل پایانی به دلیل اضافه شدن آب‌های حوضه‌ای شور به محیط است. براساس شواهد زمین‌شناسی، کانی‌سازی، زمین شیمی اکسیدهای اصلی و عناصر خاکی نادر و بررسی سیال های درگیر، کانسار تلخابوند می‌تواند از نوع باریت گرمابی باشد.

واژه‌های کلیدی: *باریت؛ عناصر خاکی نادر؛ سیال های درگیر؛ بجستان؛ بلوک لوت.*

مقدمه

باریت معمولی‌ترین و متداول‌ترین کانی باریم‌دار با فرمول $BaSO_4$ است که در شرایط فشار و دماهای متنوع و در محیط-های مختلف زمین‌شناسی به وجود می‌آید. سازوکار معمول تشکیل این کانی، مخلوط شدن و واکنش بین سیال‌های غنی از باریم و سولفات در محیط خشکی و آب دریاست [۱، ۲]. ذخایر بسیاری مانند برخی کانسارهای مس یا مس- مولیبدن پورفیری، رگه‌های چند فلزی، رگه‌های تنگستن‌دار در امریکا، ذخایر می‌سی‌سی‌پی و کانسارهای سولفید توده‌ای دربردارنده باریت هستند [۱]. بیش از ۱۰۰ کانسار و منطقه اکتشافی باریت در ایران وجود دارد که ذخایر آن به حدود ۱۰ میلیون تن می‌رسد [۳]. سن سنگ میزبان این کانه‌زایی‌ها از اواخر پرکامبرین تا میوسن متغیر است [۴]. بزرگترین کانسارهای باریت ایران در پهنه های ساختاری البرز مرکزی و ایران مرکزی

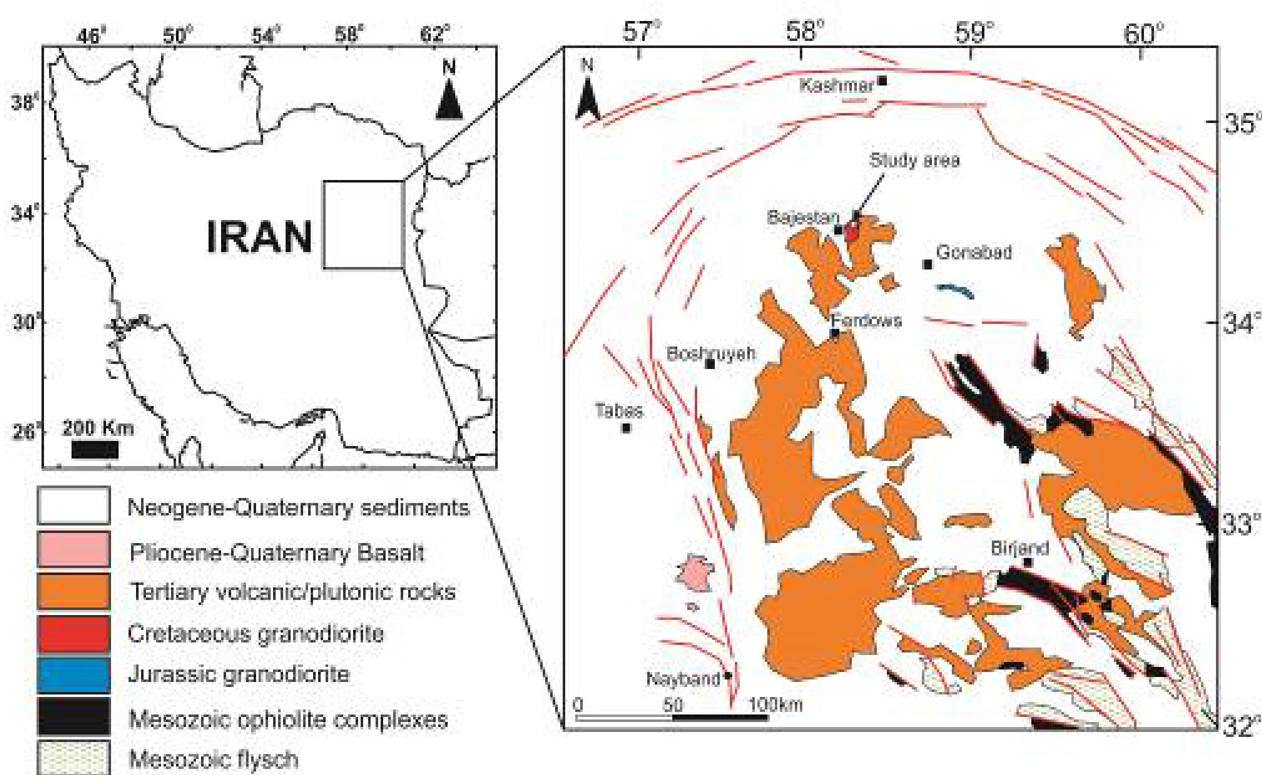
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۱۳۸۸۰۵۴۸۸، نمابر: ۰۵۱۳۸۷۹۶۴۱۶، پست الکترونیکی: shafaroudi@um.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.1.0]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.871]

دیده شده و سنگ میزبان آنها بیشتر دولومیت یا سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی است [۵]. با تولید سالانه ۳۳۰ هزار تن، ایران پنجمین تولیدکننده مهم باریت در دنیا محسوب می‌شود [۶]. معدن باریت تلخابوند در ۱۴ کیلومتری شرق شهرستان بجستان، استان خراسان رضوی، و در گستره طول‌های جغرافیایی ″۵۵ ′۱۶ °۵۸ تا ″۳۰ ′۱۷ °۵۸ و عرض‌های جغرافیایی ″۲۷ ′۳۲ °۳۴ تا ″۰۸ ′۳۳ °۳۴ قرار دارد. این معدن در جنوب غربی روستایی به همین نام واقع است. از نظر تقسیمات ساختاری، این منطقه در شمال غربی بلوک لوت قرار گرفته دارد (شکل ۱) [۷]. در مجموعه ماگمایی منطقه شرق تا جنوب شرقی شهرستان بجستان مناطق اکتشافی متعددی از مس، آهن، باریت و سرب و روی مانند کلاته کوک، سوسناری، تلخابوند، آب باریک، کلاته اوبی، حسین آباد و قوچی دیده می‌شود که نشان‌دهنده پتانسیل بالای کانه‌زایی این بخش از بلوک لوت است [۸]. اگرچه معدن باریت تلخابوند در حال بهره‌برداری است، اما بررسی‌های تفصیلی جامعی در آن انجام نشده است. برای پژوهش تفصیلی و علمی صورت گرفته در ناحیه شرق بجستان، تنها می‌توان به کار احمدی روحانی [۸] اشاره کرد که بیشتر پیرامون فعالیت ماگمایی و سنگ‌زایی توده‌های نفوذی و کانی‌سازی‌های مس جنوب منطقه بوده است.

هدف از این مقاله بررسی کانی‌شناسی و تفکیک انواع رگه-ها، تعیین روابط همبری، زمین‌شیمی اکسیدهای اصلی و عناصر خاکی نادر و بررسی سیال‌های درگیر به منظور تعیین خاستگاه باریت، ماهیت محلول کانه‌دار و دگرگونی سیال در کانسار تلخابوند است. این معدن یکی از ذخایر مهم و بزرگ باریت بلوک لوت محسوب می‌شود و با توجه به اینکه کانسارهای باریت در این پهنه ساختاری کمتر شناخته شده و یا بررسی شده‌اند، بررسی تفصیلی و تعیین خاستگاه آن کمک شایانی به اکتشاف این نوع کانسار در این پهنه فلززایی در شرق ایران خواهد کرد.



شکل ۱ جایگاه معدن باریت تلخابوند در شرق بجستان، شمال غربی بلوک لوت و شرق ایران [۷].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.1.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.871]

روش بررسی

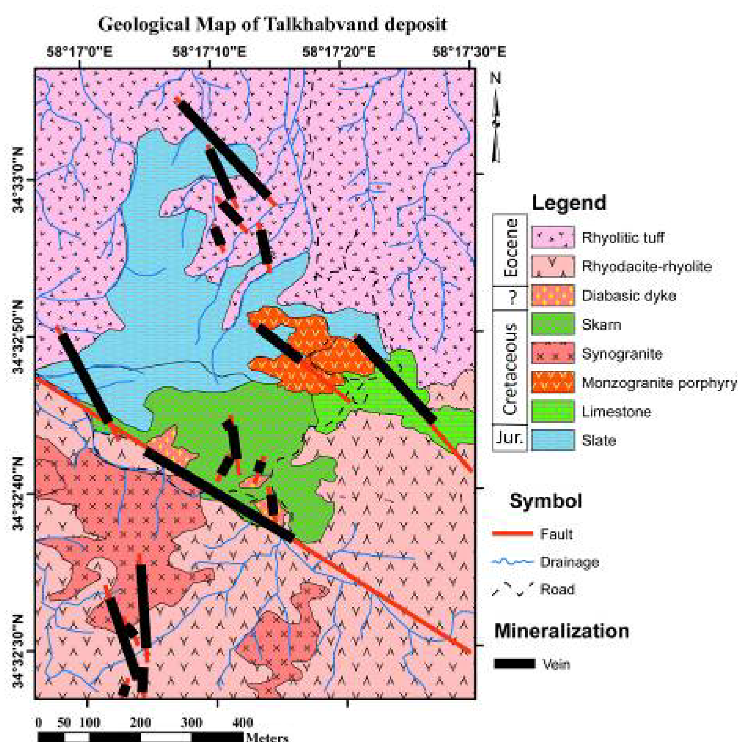
در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی و کانی‌سازی، نخست برداشت اطلاعات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی در منطقه‌ای به وسعت تقریبی ۱ کیلومتر مربع انجام شد. بیش از ۱۵۰ نمونه از سطح منطقه جمع آوری شد که از این میان، ۸۰ مقطع نازک برای بررسی سنگ‌شناسی و کانه‌زایی و ۲۰ مقطع نازک صیقلی و بلوک صیقلی جهت بررسی کانی‌های فلزی و تعیین توالی همبری تهیه شدند. نقشه زمین‌شناسی – کانی-سازی منطقه در نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد. جهت بررسی زمین شیمی اکسیدهای اصلی در رگه‌ها، تعداد ۷ نمونه به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوس x (XRF) در آزمایشگاه تجزیه‌کنندگان کانسارهای بلورین آمتیس شرق تجزیه شد همچنین تعداد ۱۲ نمونه از باریت جدا شده از رگه‌های مختلف برای بررسی عناصر خاکی نادر با روش آماده‌سازی ذوب قلیایی (کد LF100) در آزمایشگاه Acme کانادا به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تجزیه شدند. برای بررسی سیال‌های درگیر، تعداد ۱۱ مقطع دوبرصیقل از کانی‌های باریت، کوارتز و کلسیت پس از بررسی-های دقیق همبرزایی تهیه و آزمایش‌های لازم با استفاده از یک دستگاه سردکننده و گرم‌کننده ساخت شرکت لینکام مدل THM 600 در دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. دقت کار دستگاه در مرحله سرد و گرم کردن $\pm 1° C$ و گستره دمایی دستگاه ۱۹۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتیگراد است. مقدار شوری در سیستم H_2O-NaCl با استفاده از نرم افزار تعبیه شده در سیستم اکسل HOKIEFLINCS-H_2O-NACL [۹، ۱۰] محاسبه شد. نمودارهای ستونی و نمودارهای مناسب در نرم-افزار SPSS و Excel رسم شد.

زمین‌شناسی

معدن باریت تلخابوند در جنوب نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بجستان [۱۱] قرار دارد. همچنین احمدی روحانی [۸] نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ از مجموعه ماگمایی شرق بجستان تهیه کرد که معدن باریت مورد بررسی در شمال آن واقع است. براساس این نقشه و سن‌سنجی U-Pb بر کانی زیرکن در توده‌های نفوذی، رخنمون واحدهای سنگی در مقیاس ناحیه‌ای را می‌توان به سنگ‌های دگرگونی با سن نامشخص، واحدهای رسوبی آواری و کربناتی با سن کرتاسه، توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق کرتاسه، سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن، توده مونزوگرانیتی الیگوسن و رسوب‌های کواترنری تقسیم کرد [۱۲]. واحدهای دگرگون شده در شمال منطقه که میزبان بخشی از رگه‌های باریت نیز هستند، شامل اسلیت، فیلیت و ماسه‌سنگ دگرگون شده هستند که به دلیل پدیده دگرگونی، تعیین سن دقیق آنها از شواهد فسیل‌شناسی امکانپذیر نیست. اما با توجه به شواهد سنگ‌شناسی و چینه‌ای شاید بتوان آن را معادل سازند شمشک (ژوراسیک) دانست [۱۱]. بخش عمده منطقه را توده‌های نفوذی کرتاسه تشکیل داده‌اند که ترکیب آنها از دیوریت، مونزودیوریت تا مونزوگرانیت و سینوگرانیت متغیر است. سن آنها بین ۷۶ تا ۷۹ میلیون سال پیش است، ماهیت پرآلومین و احیایی دارند. بررسی ایزوتوپ‌های پرتوزاد نشان می‌دهد که خاستگاه این توده‌ها ذوب‌بخشی رسوب‌های دگرگون شده با ترکیب پسامیت در پهنه تصادم است [۱۲]. نفوذ این توده‌ها در برخی مناطق در سنگ‌های کربناتی موجب تشکیل اسکارن و همچنین شواهد دگرگونی همبری به صورت مرمریت و به ندرت هورنفلس شده است. واحدهای آذرآواری ائوسن نیز شامل توف لاپیلی و توف بلورین با ترکیب اغلب اسیدی است که در شمال منطقه گسترش دارند. توده مونزوگرانیتی الیگوسن با سن ۳۰/۷ میلیون سال و شواهد ایزوتوپی و خاستگاهی مشابه با توده‌های کرتاسه، نشانگر ادامه محیط پهنه برخوردی در این قسمت از بلوک لوت است [۱۲].

برپایه بررسی‌های صحرایی- آزمایشگاهی و تهیه نقشه زمین‌شناسی- کانی‌سازی با مقیاس ۱:۲۰۰۰ از گستره معدن تلخابوند، واحدهای اسلیت با سن احتمالی ژوراسیک، سنگ آهک کرتاسه، مونزوگرانیت پورفیری و سینوگرانیت کرتاسه، اسکارن، دایک‌های دیابازی با سن نامشخص و سنگ‌های آتشفشانی ریولیت- ریوداسیت و توف ریولیتی ائوسن شناسایی شد (شکل ۲). اسلیت‌ها بیشتر در نیمه شمالی منطقه گسترش دارند و سنگ آهک کرتاسه در شرق منطقه دیده می‌شود. نفوذ توده‌های گرانیتی کرتاسه باعث تشکیل یک پهنه گارنت اسکارن بدون کانی‌سازی در مرکز منطقه تلخابوند شده است. دایک‌های دیابازی با سن نامشخص در نیمه جنوبی دیده می-شوند که به نظر می‌رسد که در واحد اسکارنی نفوذ کرده‌اند. سرانجام بخش عمده منطقه از سنگ‌های آتشفشانی منسوب به ائوسن [۱۱] با ترکیب اسیدی که به شکل گدازه و آذرآواری به ترتیب در بخش‌های جنوبی و شمالی گسترش دارند، پوشیده شده است و فرسایش تدریجی باعث شده است تا واحدهای قدیمتر همچنان رخنمون داشته باشند (شکل ۲).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.1.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.871]



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی – کانی‌سازی معدن باریت تلخابوند

کانی‌سازی

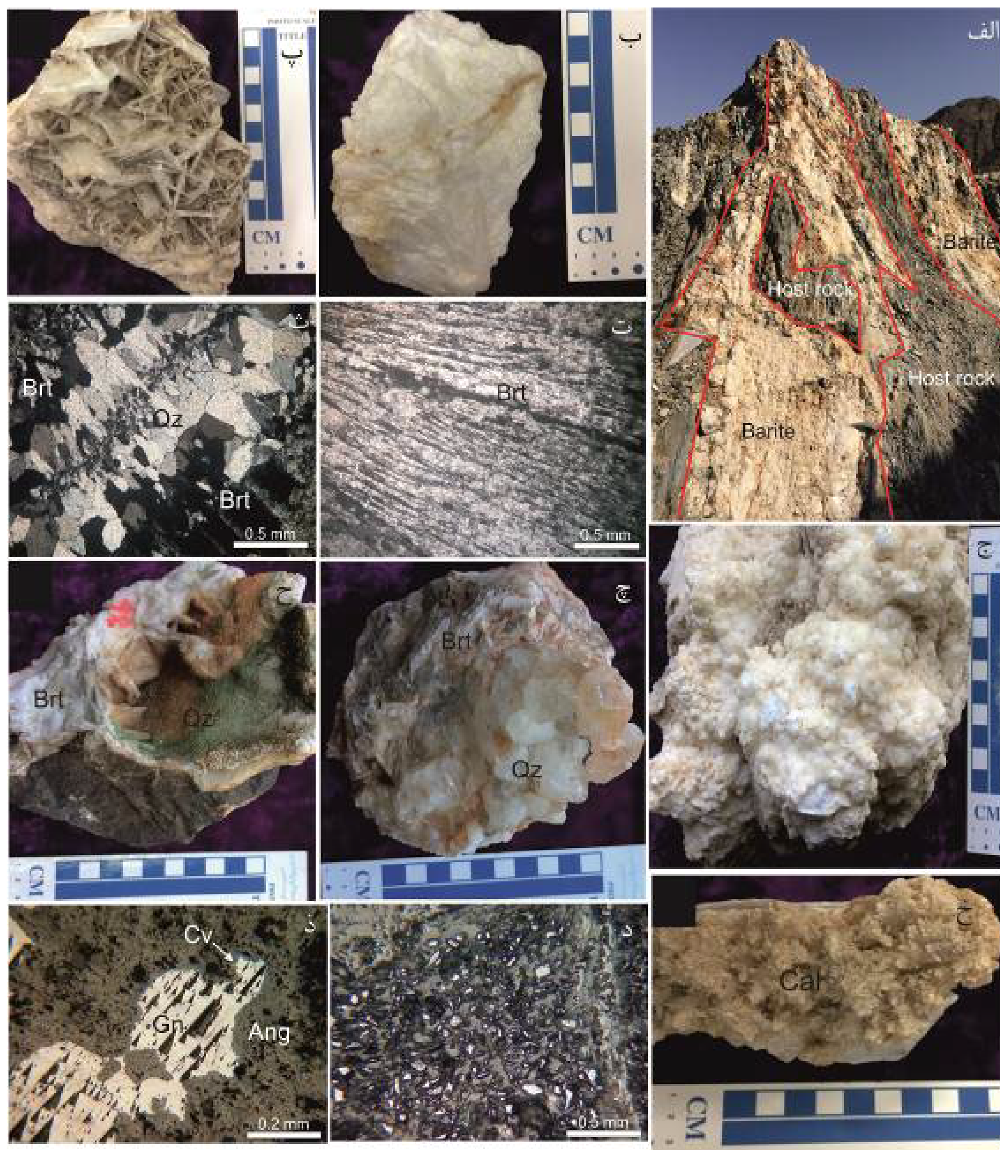
کانی‌سازی در معدن باریت تلخابوند کنترل گسلی داشته و همه واحدهای سنگ‌شناسی منطقه در قسمت‌های مختلف میزبان رگه‌ها هستند (شکل ۲ و ۳ الف). از آنجاکه رگه‌ها راستای رخ اسلیتی در واحدهای دگرگون‌شده ژوراسیک و نیز دیگر واحدهای آذرین منطقه را قطع کرده‌اند، سن کانی‌سازی جوانتر از ائوسن است. تعداد ۱۸ رگه باریت‌دار بزرگ و کوچک در منطقه تلخابوند دیده می‌شود که راستای عمده آنها شمال غربی- جنوب شرقی (شکل ۲) با شیب ۸۰ تا ۹۰ درجه به سمت شمال شرقی و گاهی جنوب غربی است. اگرچه بر اثر فعالیت‌های معدنکاری، ضخامت و طول واقعی برخی رگه‌ها مشخص نیست، اما ضخامت‌های قابل تشخیص از ۲۰ سانتیمتر تا ۵ متر متغیر است و طول آنها تا ۳۰۰ متر می‌رسد. در اطراف رگه‌ها، رگچه‌هایی از باریت، کوارتز و کلسیت با ضخامت کمتر از ۱۰ سانتیمتر به چشم می‌خورد. کانی‌شناسی کانسار بسیار ساده بوده و شامل باریت، کوارتز و کلسیت همراه با مقادیر جزیی پیریت‌های اغلب اکسید شده، گالن و کانی‌های ثانویه گوتیت، لیمونیت، کوولیت، مالاکیت و آنگلزیت است. براساس کانی‌شناسی رگه‌ها می‌توان آنها را به انواع: ۱- باریت، ۲- باریت- کوارتز، ۳- باریت-کلسیت، ۴- باریت- اکسیدآهن ثانویه (نتیجه تجزیه پیریت‌ها)، ۵-باریت- کوارتز- کلسیت، ۶- باریت- گالن± کوولیت±مالاکیت±آنگلزیت تقسیم کرد. از این میان، رگه‌های باریت، باریت- کوارتز و باریت- اکسیدآهن ثانویه به ترتیب از همه فراوانترند. مقدار زیاد سیلیس معدن یکی از مشکلات مهم باریت تلخابوند است.

کانی‌شناسی و روابط همبری

باریت: باریت مهمترین و فراوانترین کانی معدن تلخابوند و در حال بهره‌برداری است. بافت‌های متنوع و زیبایی در باریت‌های منطقه دیده می‌شود که می‌توان به توده‌ای، جعبه‌ای، تیغه‌ای- دم جارویی، پرکننده فضای خالی، گل کلمی و برشی اشاره کرد (شکل‌های ۳ ب تا ج). بافت‌های توده‌ای و سپس تیغه‌ای از همه فراوانترند. در بافت پرکننده فضای خالی، اغلب باریت در دو طرف رگه و کوارتزهای درشت بلور در وسط (شکل ۳ ث) و گاهی برعکس است که نشان می‌دهد که بخش عمده باریت‌ها پیش از کوارتز تشکیل شده‌اند. این حالت در رابطه بین باریت و کلسیت نیز دیده می‌شود، بطوریکه باریت در لبه و کلسیت در وسط رگه است یا کلسیت‌ها باریت‌ها را قطع کرده‌اند که نشان دهنده تبلور کلسیت پس از باریت است. بافت برشی به ندرت در معدن تلخابوند دیده می‌شود. در این بافت، قطعات سنگ میزبان در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی برشی شده و باریت همراه با دیگر کانی‌ها فضای خالی بین قطعات را پر کرده است. بلورهای باریت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در اندازه‌های

چند میلیمتر تا ۵ سانتیمتر متغیر هستند. رنگ آنها در نمونه دستی بیشتر سفید و کمتر بی‌رنگ است.

کوارتز: این کانی دومین کانی متداول در معدن تلخابوند است. دو نسل متفاوت کوارتز دیده می‌شود: ۱- کوارتزهای درشت بلور با رشدیافتگی کامل به رنگ‌های سفید تا قهوه‌ای (به دلیل وجود اکسیدآهن ثانویه) و اندازه یک تا ۴ سانتیمتر. بافت آنها با باریت به شکل توده‌ای و یا پرکننده فضای خالی است (شکل های ۳ ث و چ). ۲- کوارتزهای نهان بلوری با بافت گل کلمی که در فضاهای خالی باریت و دیگر کانی‌ها رشد کرده و در شرایط تاخیری و سطحی تشکیل شده‌اند (شکل ۳ ح). افزون بر این دو نسل کوارتز که در رگه‌ها و همراه با باریت دیده می‌شوند، پدیده سیلیسی‌شدن در سنگ‌های میزبان کانی‌سازی نیز وجود دارد.



شکل ۳ الف) نمایی از رگه باریت همراه با اکسیدآهن ثانویه در سنگ میزبان اسلیت در تلخابوند، دید به سمت شمال غربی. ب) باریت توده‌ای. پ) باریت جعبه‌ای. ت) باریت تیغه‌ای- دم جارویی. ث) بافت پرکننده فضای خالی که باریت در لبه و کوارتز درشت بلور در وسط است. ج) باریت با بافت گل کلمی. چ) باریت و کوارتز رشد یافته بلوری که. بخش جداشده‌ای از یک بافت پرکننده فضای خالی هستند. ح) باریت و کوارتز نهان بلوری که حفره باریت را پر کرده است. خ) کلسیت دندان سگی. د) بقایای پیریت که به گوتیت تبدیل شده است در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL) بازتابی. ذ) بلور گالن که از لبه به آنگلزیت تبدیل شده است و کوولیت نیز در لبه آن دیده می‌شود در PPL بازتابی (Qz = کوارتز، Brt = باریت، Cal = کلسیت، Gn = گالن، Ang = آنگلزیت، Cv = کوولیت [۱۳].

کلسیت: این کانی سومین کانی فراوان در معدن تلخابوند است (شکل ۳ خ). نسل‌های مختلفی از کلسیت دیده می‌شود که می‌توان به کلسیت‌های دندان سگی، توده‌ای، پرکننده فضای خالی و گل کلمی اشاره کرد. رورشدی کلیست بر کوارتزها، قرارگرفتن در وسط باریت‌ها در بافت پرکننده فضای خالی و پرکردن حفره‌های باریت نشان می‌دهد که این کانی پس از باریت و کوارتز تشکیل شده است. همچنین در برخی قسمت‌ها، رگچه‌هایی از کلسیت باریت‌ها را قطع کرده‌اند که تاخیری هستند. افزون بر کلسیت در رگه‌ها، کربناتی شدن نیز در سنگ میزبان نمایان است.

پیریت: این کانی فراوانترین کانی سولفیدی منطقه تلخابوند است که در برخی رگه‌ها همراه با باریت دیده می‌شود و اغلب به گوتیت و لیمونیت اکسید شده است. آثار باقیمانده از پیریت نیمه‌شکل‌دار با فراوانی کمتر از یک درصد و تا اندازه ۰٫۲ میلیمتر دیده می‌شود (شکل ۳ د). بیش از ۹۷ درصد این کانی به اکسیدهای آهن ثانویه (گوتیت و لیمونیت) تبدیل شده است و باعث رنگ قهوه‌ای- زرد رگه‌های باریت شده است.

گالن: در برخی رگه‌ها به مقدار کمتر از یک درصد بلورهای گالن به شکل پراکنده در متن باریت و با اندازه کمتر از یک سانتیمتر دیده می‌شود. بین ۳۰ تا ۴۰ درصد گالن‌ها به آنگلزیت تبدیل شده است. کوولیت در لبه دانه‌های گالن به ندرت وجود دارد که نتیجه تبدیل اندک کانی‌های مس‌دار احتمالی مانند کالکوپیریت در منطقه است (شکل ۳ ذ)، زیرا اغلب در این رگه‌ها مالاکیت بسیار کمی نیز دیده شده است. روابط همبری کانی‌های اولیه و ثانویه معدن باریت تلخابوند در شکل ۴ نشان داده شده است.

زمین شیمی

نتایج تجزیه ۷ نمونه از رگه‌های مختلف کانی‌سازی باریت تلخابوند برای بررسی اکسیدهای اصلی به روش XRF در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار Sr در رگه‌ها از ۰٫۲۸ تا ۱٫۰۶ درصد متغیر است که معادل با ۰٫۵۸ تا ۲٫۲ درصد $SrSO_4$ است. این مقدار $SrSO_4$ نشان می‌دهد که باریت‌های معدن تلخابوند در سری انحلال جامد باریت- سلستیت وابسته به عضو نهایی باریت هستند. مقدار Ba در رگه‌ها از ۱۸٫۵ تا ۵۱ درصد متغیر است (جدول ۱). مقدار کم باریم و استرانسیوم مربوط به رگه‌هایی است که باریت کمتری دارند و بخش عمده آنها کوارتز است (نمونه TB-4). مقدار SiO_2 بین ۰٫۶۴ تا ۶۵ درصد تغییر می‌کند که مربوط به حضور کوارتز به عنوان اصلی‌ترین کانی باطله همراه با باریت است. همچنین مقدار CaO بین ۰٫۰۶ تا ۴٫۴۵ درصد است که بستگی به مقدار کلسیت همراه با کانی- سازی داشته است. مقدار Al_2O_3 کمتر از ۱٫۳۳، TFeO کمتر از ۰٫۳۷ و TiO_2 کمتر از ۰٫۸۵ درصد است. مقدار MnO نیز فقط در یک نمونه در حد ۰٫۰۱ درصد آشکار شده است (جدول ۱). بیشترین مقدار Al_2O_3 در رگه غنی از کوارتز دیده می‌شود (نمونه TB-4). مقدار کم Al_2O_3 و TiO_2 اغلب در باریت‌های گرمابی دیده می‌شود، زیرا در این نوع ذخایر، اغلب عناصر گرمابی با تحرک بالا که ویژه فازهای نهایی هستند، غنی می- شوند و مواد دارای Al و Ti که از عناصر کم تحرک محسوب می‌شوند، به مقدار کمتر وارد محلول کانه‌دار می‌شوند [۱۴].

نام کانی ها	کانی های اولیه	کانی های زون اکسیدان و سوپرژن
باریت		
کوارتز		
کلسیت		
پیریت		
گالن		
آنگلزیت		
کوولیت		
مالاکیت		
اکسیدهای آهن		

شکل ۴ توالی همبرزایی کانی‌های فلزی و غیرفلزی معدن تلخابوند.

جدول ۱ نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی رگه‌های باریت تلخابوند به روش XRF برحسب درصد

شماره نمونه	TB-1	TB-2	TB-3	TB-4	TB-5	TB-6	TB-7
BaO	۵۱٫۶	۴۵٫۴۹	۵۷٫۷۳	۲۰٫۶۲	۵۵٫۶۵	۵۶٫۴	۵۳٫۴
SO_3	۲۷٫۷۴	۲۴٫۴۲	۳۱٫۱۲	۱۱٫۰۳	۲۹٫۸۷	۳۰٫۲۹	۲۸٫۴۶
SrO	۱٫۰۴	۰٫۸۷	۱٫۲۷	۰٫۳۴	۱٫۰۵	۱٫۰۹	۰٫۷۵
SiO_2	۱۷٫۷۱	۲۶٫۰۹	۰٫۶۴	۶۵٫۰۵	۱۱٫۱۹	۶٫۹۲	۹٫۵۳
TiO_2	۰٫۷۶	۰٫۶۸	۰٫۸۵	۰٫۳۸	۰٫۷۴	۰٫۸۳	۰٫۸۵
Al_2O_3	۰٫۲۹	۰٫۳۶	۰٫۱۶	۱٫۳۳	۰٫۲۱	۰٫۳۱	۱٫۰۷
TFeO	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۳۷	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۱۹
CaO	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۴٫۴۵	۰٫۳۳	۰٫۰۶	۱٫۸	۳٫۶۱
MgO	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۲	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۲۶
MnO	-	-	۰٫۰۱	-	-	-	-
Na_2O	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۴۵	۰٫۱۴	۰٫۴	۰٫۴۳	۰٫۴۵
K_2O	۰٫۰۱	-	-	۰٫۰۸	-	-	۰٫۰۸
P_2O_5	۰٫۰۱	۰٫۰۱	-	-	-	-	-
ZnO	-	-	-	-	۰٫۲۳	-	۰٫۰۴
مواد فرار (LOI)	۰٫۰۴	۰٫۷۶	۲٫۹۷	۰٫۲۱	۰٫۲۹	۱٫۳۵	۱٫۳
مجموع	۹۹٫۹۹	۹۹٫۴۸	۱۰۰	۱۰۰	۹۹٫۹۹	۹۹٫۸۱	۹۹٫۹۹
مقادیر محاسبه شده							
Ba	۴۶٫۴۴	۴۰٫۹۴	۵۱٫۹۵	۱۸٫۵۵	۵۰٫۰۸	۵۰٫۷۶	۴۸٫۰۶
Sr	۰٫۸۷	۰٫۷۳	۱٫۰۶	۰٫۲۸	۰٫۸۸	۰٫۹۱	۰٫۶۳
$SrSO_4$	۱٫۸	۱٫۵۱	۲٫۲	۰٫۵۸	۱٫۸۳	۱٫۸۹	۱٫۳۱

مقدار عناصر فرعی و خاکی نادر نمونه‌های باریت جدا شده از رگه‌ها در جدول ۲ گزارش شده است. براساس نتایج تجزیه نمونه‌های باریت به روش ICP-MS، مقدار Sr نمونه‌ها بین ۰٫۳ تا ۱٫۹ درصد است. مقدار عناصر Hf، Rb، Zr، Ta و Y نیز کمتر از ۱۰ گرم در تن است. جمع کل عناصر خاکی نادر ۲٫۷۳ تا ۹٫۹۲ گرم در تن و بسیار پایین است (جدول ۲). غنی‌شدگی اغلب کم تا متوسطی از LREE نسبت به HREE در باریت‌ها دیده می‌شود، بطوریکه مقدار $(La/Yb)_N$ و $(Ce/Yb)_N$ به ترتیب ۸٫۸۵ تا ۳۶ و ۰٫۳۲ تا ۶٫۹ است (جدول ۲ و شکل ۵). عنصر Eu به دلیل تداخل طیف این عنصر با باریم در روش ICP-MS [۱۵، ۱۶]، اندازه‌گیری نشد و از این رو ناهنجاری آن مشخص نیست. اما ناهنجاری مثبت La/La* با مقادیر ۵٫۲۱ تا ۱۰٫۳۲ و ناهنجاری شدید منفی Ce/Ce* با مقادیر ۰٫۵- تا ۱٫۲۷- در باریت‌های تلخابوند دیده می‌شود. همچنین مقدار Ce/La در نمونه‌ها بین ۰٫۰۵ تا ۰٫۵۵ متغیر است (جدول ۲ و شکل ۵).

سیال‌های درگیر

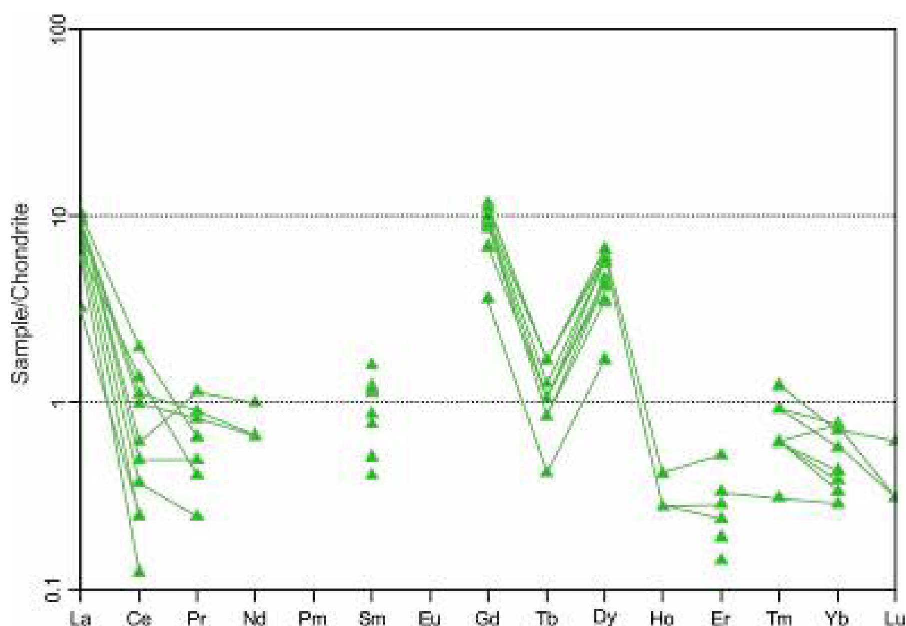
سیال‌های درگیر در معدن تلخابوند برای ۱۱ نمونه دوبرصیقل شام کانی‌های باریت، کوارتز و کلسیت (۸ نمونه باریت، ۳ نمونه کوارتز و ۱ نمونه کلسیت) که دارای سیال‌های درگیر با اندازه مناسب بودند، بررسی شد. دماسنجی به روش گرمایش برای ۱۴۹ سیال درگیر (۹۹ سیال در باریت، ۳۷ تا در کوارتز و ۱۳ تا در کلسیت) و تعین نوع نمک‌ها و مقدار شوری به روش سرمایش برای ۱۱۰سیال درگیر (۸۵ سیال در باریت، ۱۲ تا در کوارتز و ۱۳ تا در کلسیت) انجام شد. از آنجاکه اندازه سیال-های درگیر موجود در ۲ نمونه کوارتز و برخی نمونه‌های باریت برای بررسی به روش سرمایش مناسب نبودند، تعداد اندازه-گیری‌های شوری کمتر است.

بررسی‌های سنگ‌نگاری سیال های درگیر اولیه در کانی-های نام برده نشان داد که آن‌ها به صورت بیضوی، دایره، کشیده، بی‌شکل و چندضلعی نامنظم با اندازه‌های ۵ تا ۸ میکرون هستند. براساس تقسیم‌بندی‌های متداول [۱۷، ۱۸]، سیال‌های از نوع سه‌فازی غنی از مایع (L+V+O)، دوفازی غنی از مایع (L+V) و تک فاز مایع (L) هستند که فاز دختر در نوع L+V+O اکسیدآهن است. مقدار سیال‌های LV بیش-تر از بقیه است. سیال‌های درگیر ثانویه بیشتر از نوع دوفازی غنی از مایع هستند و اندازه آن‌ها به ۴ میکرون می‌رسد. اندازه-گیری‌های دماسنجی، تعیین نوع محلول و مقدار شوری بیشتر برای سیال‌های درگیر اولیه نوع LV و کمتر LVO انجام شد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.1.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.871]

جدول ۲ نتایج تجزیه عناصر فرعی و خاکی نادر نمونه‌های باریت تلخابوند به روش ICP-MS بر حسب گرم د رتن

شماره نمونه	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Hf	۱٫۵	۱٫۲	۰٫۹	۱٫۳	۰٫۹	۰٫۹	۱٫۲	۱٫۲	۱٫۱	۱	۱٫۲	۱
Rb	۰٫۷	۰٫۵	<۰٫۱	<۰٫۱	۴	۵٫۷	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۹	۵٫۶
Sr	۱۴۵۸۴	۱۲۰۹۳	۱۹۸۲۱	۱۸۸۷۴	۹۵۸۳	۳۴۷۴	۱۲۵۶۷	۱۶۱۱۹	۱۲۷۴۴	۶۹۱۰	۱۵۹۷۸	۱۱۳۵۳
Ta	۲٫۶	۲٫۶	۱٫۹	۳	۳٫۹	۱٫۶	۲٫۴	۲٫۶	۲٫۳	۲٫۶	۲٫۵	۲٫۸
Zr	۱٫۴	۳٫۳	۱٫۹	۵٫۸	۱٫۲	۳٫۳	۲	۳	۰٫۸	۱٫۱	۱٫۵	۳
Y	۱٫۹	۱٫۷	۲	۳	۱٫۷	۰٫۸	۱٫۷	۱٫۲	۲	۱٫۷	۲٫۸	۴
La	۱٫۲	۲	۲٫۴	۳	۳٫۲	۱	۲٫۲	۲٫۵	۳	۲	۳	۲٫۹
Ce	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۵	۱٫۶	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۴	۱٫۱	۰٫۹	۰٫۸
Pr	۰٫۰۳	<۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۱۴	۰٫۰۸	<۰٫۰۲	<۰٫۰۲	<۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۱
Nd	<۰٫۳	<۰٫۳	<۰٫۳	۰٫۶	<۰٫۳	<۰٫۳	<۰٫۳	<۰٫۳	<۰٫۳	<۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴
Sm	۰٫۱۷	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲۴	۰٫۲۲	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۱۵	۰٫۱	۰٫۲۳	۰٫۳۱
Gd	۲٫۴	۲٫۲۴	۲٫۴۷	۳٫۰۱	۲٫۵۳	۰٫۹۳	۲٫۲۹	۲٫۳۴	۲٫۵۱	۱٫۷۷	۲٫۵۶	۲٫۸۴
Tb	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۸
Dy	۱٫۱۱	۱٫۱۴	۱٫۳۴	۱٫۹۶	۱٫۳۸	۰٫۵۵	۱٫۴۹	۱٫۸۵	۱٫۷۹	۱٫۳۹	۱٫۸۹	۲٫۱۴
Ho	<۰٫۰۲	<۰٫۰۲	<۰٫۰۲	۰٫۰۲	<۰٫۰۲	<۰٫۰۲	<۰٫۰۲	<۰٫۰۲	<۰٫۰۲	<۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Er	<۰٫۰۳	<۰٫۰۳	<۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۳	<۰٫۰۳	<۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۱۱
Tm	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴
Yb	۰٫۱۶	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۱۶	۰٫۰۶	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۵
Lu	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
∑REE	۶٫۳۴	۵٫۷۲	۶٫۷۷	۹٫۸	۹٫۱۹	۲٫۷۳	۶٫۲۵	۷٫۲۳	۸٫۱	۶٫۶۱	۹٫۴۱	۹٫۹۲
(La/Yb)N	۸٫۸۵	۱۶٫۸۵	۲۳٫۱۲	۱۲٫۶۴	۳۵٫۹۶	–	–	۱۸٫۷۳	۲۸٫۸۹	۱۴٫۹۸	۱۶٫۸۵	۱۳٫۰۳
(Ce/Yb)N	۰٫۴۸	۰٫۳۲	۱٫۱۱	۰٫۸۱	۶٫۹	–	–	۰٫۸۶	۱٫۴۸	۳٫۱۶	۱٫۹۴	۱٫۳۸
Ce/La	۰٫۱۴	۰٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۱۷	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۵۵	۰٫۳	۰٫۲۸
Ce/Ce*	-۱٫۰۸	-۱٫۵	-۱٫۱۴	-۱٫۰۴	-۰٫۵۴	-۰٫۹۳	-۱٫۲۷	-۱٫۱۶	-۱٫۱۱	-۰٫۵	-۰٫۷۸	-۰٫۸۱
La/La*	۹٫۰۲	–	۱۰٫۳۲	۶٫۶۷	۵٫۲۱	–	–	–	۶٫۵۸	۵٫۲۴	۷٫۱۱	۸٫۳۵

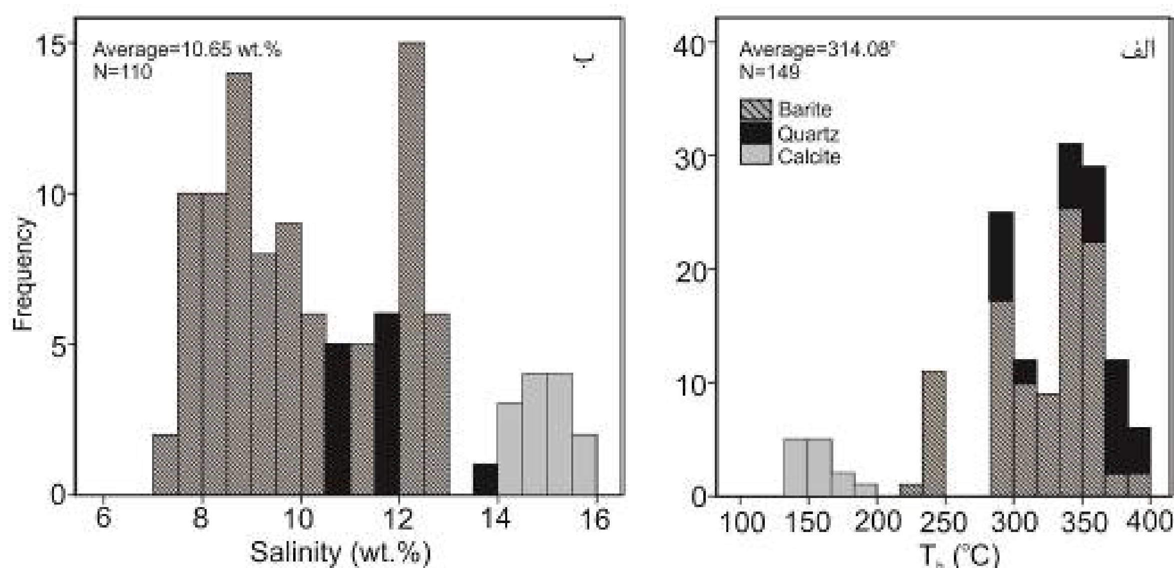


شکل ۵ نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجارشده نسبت به مقادیر کندریت [۱۶] در نمونه‌های باریت تلخابوند

دمای همگن‌شدگی (T_h) در سیال‌های درگیر اولیه باریت ۲۲۹ تا ۳۸۵ با میانگین ۳۲۲، کوارتز ۲۸۵ تا ۳۹۰ با میانگین ۳۴۷٫۷ و کلسیت ۱۳۸ تا ۱۸۸ با میانگین ۱۵۷ درجه سانتیگراد به دست آمد. کمینه دمای میانگین تشکیل کانسار ۳۱۴ درجه سانتیگراد است (جدول ۳ و شکل ۶ الف). نخستین دمای ذوب‌شدگی (T_{fm}) بین۵۷- تا ۴۹٫۵- درجه سانتیگراد است. نخستین دمای ذوب‌شدگی (T_{fm}) رابطه مستقیمی با ترکیب نمک موجود در سیال گرمابی دارد [۱۸]. بر اساس مقادیر T_{fm} بدست آمده، نمک‌های $CaCl_2$ و NaCl در سیال‌های درگیر اولیه وجود دارند. مقدار T_m باریت ۴٫۷- تا ۸٫۷-، کوارتز ۷٫۶- تا ۹٫۷- و کلسیت ۱۰٫۲- تا ۱۱٫۹- درجه سانتیگراد است (جدول ۳). دمای ذوب آخرین بلور یخ نیز مقدار شوری را تعیین می‌کند. براساس سیستم H_2O-NaCl [۹،۸]، مقدار شوری محلول کانه‌دار برای باریت ۷٫۵ تا ۱۲٫۵، کوارتز ۱۱٫۲ تا ۱۳٫۶ و کلسیت ۱۴٫۲ تا ۱۵٫۸ درصد وزنی محاسبه شد و میانگین شوری ۱۰٫۶ درصد وزنی معادل کلرورسدیم است (جدول ۳ و شکل ۶ ب).

جدول ۳ خلاصه نتایج بررسی سیال‌های درگیر اولیه در سیال های نوع LV و LVO در باریت، کوارتز و کلسیت منطقه تلخابوند.

نمونه	کانی میزبان	T_h (°C)	T_m (°C)	شوری
1	باریت	۲۸۸ تا ۳۱۲	۵٫۴- تا ۶٫۳-	۸٫۴ تا ۹٫۶
2	باریت	۲۲۹ تا ۲۴۸	۷٫۸- تا ۸٫۵-	۱۱٫۶ تا ۱۲٫۳
3	کوارتز	۳۶۶ تا ۳۹۰	-	-
4	باریت	۳۳۸ تا ۳۸۵	۴٫۷- تا ۵٫۸-	۷٫۵ تا ۸٫۹
5	باریت	۳۴۵ تا ۳۶۷	۴٫۷- تا ۵٫۸-	۷٫۵ تا ۸٫۹
6	کلسیت	۱۳۸ تا ۱۸۸	۱۰٫۲- تا ۱۱٫۹-	۱۴٫۲ تا ۱۵٫۸
7	باریت	۳۴۴ تا ۳۶۲	۶- تا ۶٫۸-	۹٫۳ تا ۱۰٫۲
8	باریت	۳۱۲ تا ۳۴۵	۶٫۴- تا ۷٫۶-	۹٫۷ تا ۱۱٫۲
	کوارتز	۲۸۵ تا ۳۱۲	-	-
9	باریت	۳۱۸ تا ۳۵۰	۵٫۴- تا ۸٫۷-	۸٫۴ تا ۱۲٫۵
10	باریت	۲۹۶ تا ۳۹۲	-	-
11	کوارتز	۳۳۶ تا ۳۶۶	۷٫۶- تا ۹٫۷-	۱۱٫۲ تا ۱۳٫۶



شکل ۶ نمودارهای ستونی مربوط به سیال های درگیر. الف) دمای همگن‌شدگی و ب) مقدار شوری.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.1.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.871]

بحث

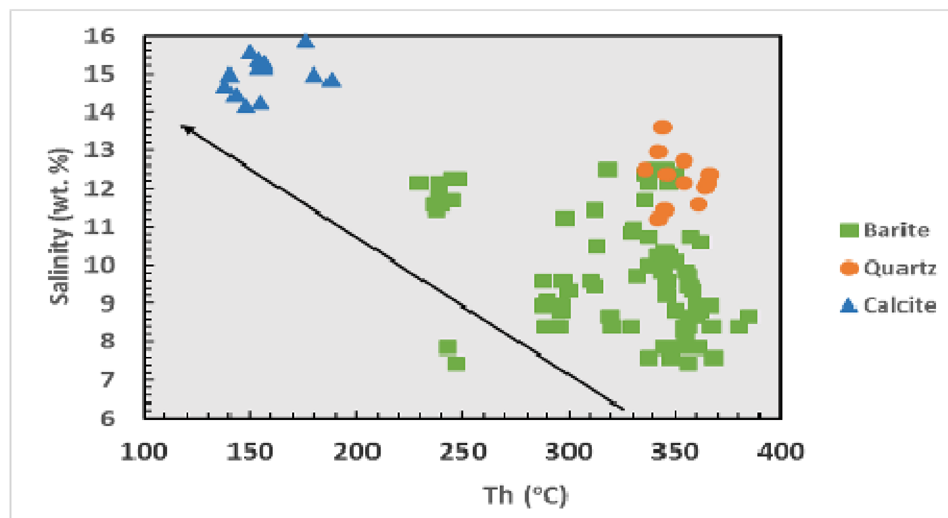
الگوی عناصر خاکی نادر

بسیاری از پژوهشگران با استفاده از الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت در باریت، خاستگاه و چگونگی تشکیل این کانی را تعیین نموده‌اند [۵، ۱۴، ۱۹ تا ۲۸]. توزیع عناصر خاکی نادر در باریت اغلب منجر به غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌شود، زیرا عناصر LREE شعاع یونی نزدیکتری به Ba^{2+} دارند [۱۹]. همچنین غنی‌شدگی LREE/HREE می‌تواند نشان‌دهنده غنی‌بودن سیال از کلر و حمل عناصر LREE توسط کمپلکس کلریدی باشد [۳۴]. غلظت پایین مجموع عناصر خاکی نادر در باریت نیز نتیجه تشکیل کانی از سیالی است که از خاستگاه خود بسیار فاصله گرفته است [۱۹]. در نمونه‌های باریت تلخابوند نیز مقادیر $(La/Yb)_N$ و $(Ce/Yb)_N$ غنی‌شدگی کم تا متوسط را نشان می‌دهد. همچنین ناهنجاری مثبت La و Gd و به شدت منفی Ce (جدول ۲ و شکل ۵) در باریت تلخابوند دیده می‌شود. پژوهشگران این شواهد را نشان دهنده تشکیل باریت در محیط آب دریا و رسوب‌های دریایی می‌دانند [۲۶، ۲۷، ۲۹،۳۰]. همچنین براساس گزارش گیچارد و همکاران [۱۹]، باریت‌های دریایی عمیق مقدار Ce/La کمتر از ۱ و مشابه آب دریا دارند، در حالیکه در باریت‌های خشکی این نسبت بیش از ۱ و مشابه سنگ‌های بازی است. در این راستا، ناهنجاری Ce/Ce* در آب دریا و ته‌نشست‌های آنها کمتر از ۱ و یا حتی کمتر از ۰٫۵ است [۳۱ - ۳۳]. در نمونه‌های مورد بررسی نیز، مقدار Ce/La کمتر از یک و Ce/Ce* منفی است. اگرچه شواهد بیانگر تشابه مقادیر عناصر خاکی نادر در باریت‌های تلخابوند و باریت‌های تشکیل‌شده در محیط آب دریا است، اما باید گفت که تنها براساس شواهد آزمایشگاهی نمی‌توان نوع و تشکیل کانسار را تعیین کرد، بلکه مشاهدات صحرایی و برداشت‌های زمین‌شناسی مهمترین کلید تعیین چگونگی تشکیل کانی‌سازی است. اگر باریت‌ها در منطقه تلخابوند در محیط آب دریا تشکیل شده بودند، باید بافت‌های لایه‌ای و شواهد همزاد بودن دیده می‌شد. درحالیکه کانی‌سازی در معدن تلخابوند کاملاً روزادی بوده و رگه‌ها همه واحدهای سنگی را قطع کرده‌اند. از این رو، نظریه تشکیل در آب دریا پذیرفته نیست.

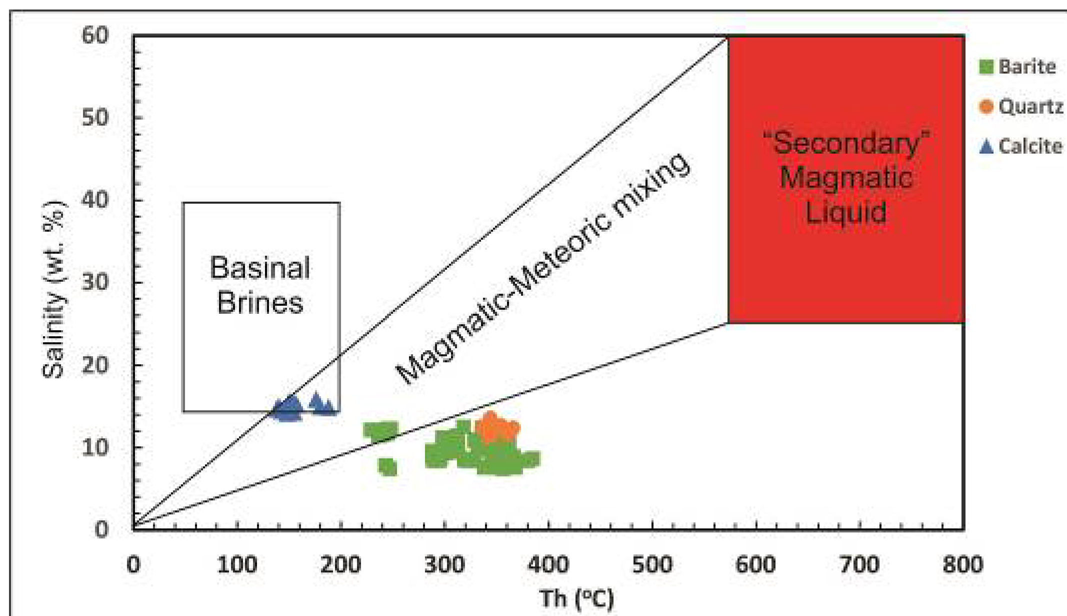
دگرگونی سیال کانه‌دار

بررسی سیال‌های درگیر نیز برای تعیین چگونگی تشکیل کانی‌ها بویژه کانی باریت بسیار سودمند است [۲۶، ۲۷، ۳۴ تا ۳۸]. براساس بررسی سیال‌های درگیر، دمای تشکیل کانی‌های مختلف معدن تلخابوند ۱۳۸ تا ۳۹۰ درجه سانتیگراد بوده است و از محلولی شامل نمک‌های NaCl و $CaCl_2$ با درجه شوری ۷٫۵ تا ۱۵٫۸ درصد وزنی بوجود آمده‌اند. دمای بالای عمده نمونه‌های باریت و کوارتز (دمای بیش از ۳۳۰ درجه سانتیگراد)، نشان دهنده نقش آب‌های ماگمایی در تشکیل این دو کانی است. شوری و دمای همگن‌شدگی سیال‌های درگیر در کانی‌های باریت، کوارتز و کلسیت نشان می‌دهد که شوری سیال تشکیل دهنده کوارتز در یک گستره دمایی تقریبا یکسان با باریت (دمای بیش از ۳۳۰ درجه سانتیگراد) بیش از شوری محلول تشکیل دهنده باریت بوده است (شکل ۷). این امکان وجود دارد که این دو کانی از دو سیال مختلف هم دما اما با شوری متفاوت تشکیل شده باشند. چنانکه پیشتر بیان شد، بررسی همبرزایی نشان می‌دهد که بخش عمده کوارتزها کمی پس از تبلور باریت‌ها تشکیل شده‌اند. دمای همگن‌شدگی و شوری‌های اندازه‌گیری شده در باریت نشان از دو گستره دمایی متفاوت (تقریبا بالای ۳۰۰ و بین ۲۲۰ تا ۲۵۰ درجه سانتیگراد) برای تشکیل این کانی دارد که بیانگر آمیختگی سیال دما بالا (احتمالا ماگمایی) با محلول دما پایین (احتمالا آب‌های جوی) طی ادامه روند کانی‌سازی است. با کاهش دما بر مقدار شوری محلول کانه‌دار افزوده شده است (شکل ۷). کلسیت که براساس بررسی‌های همبرزایی نیز پس از باریت و کوارتز تشکیل شده دارای کمترین دمای تشکیل و بیشترین میزان شوری محلول است. کاهش دما برای تشکیل این کانی، تاخیری بودن آن را تایید می‌کند. اما افزایش مقدار شوری در فاز باقیمانده می‌تواند ناشی از پدیده جوشش [۱۸] و یا آمیختگی سیال با یک محلول با شوری بالا باشد. از آنجا که شواهد جوشش در معدن تلخابوند دیده نشده است، امکان اول پذیرفته نیست. قرارگیری مقادیر اندازه‌گیری شده دمای همگن‌شدگی و شوری سیال‌های درگیر موجود در کانی‌های باریت و کوارتز تلخابوند در نزدیکی گستره آمیختگی آب ماگمایی و آب جوی و نیز مقادیر موجود در کلسیت در گستره آب‌های حوضه‌ای، نظریه دوم را تقویت می‌کند (شکل ۸). احتمالا در مراحل پایانی، سیالی با شوری بالا که می‌تواند برآمده از رسوب‌های تبخیری یا آب‌های سازندی-حوضه‌ای باشد با محلول کانه‌دار اولیه آمیخته شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.1.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.871]



شکل ۷ نمودار شوری-دمای همگن شدگی سیال‌های درگیر معدن باریت تلخابوند



شکل ۸ نمودار دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری برای سیال‌های درگیر معدن تلخابوند. گستره دما و شوری سیال‌های مختلف برگرفته از مرجع [۳۹] است.

برداشت

کانی‌سازی باریت تلخابوند کنترل گسلی داشته و همه واحدهای سنگی منطقه تا سن منسوب به ائوسن را قطع کرده است. از این رو، کانی‌سازی از ائوسن قطعا جوانتر است؛ اما سن واقعی آن مشخص نیست. فعالیت‌های ماگمایی مربوط به پهنه برخوردی تا الیگوسن در این بخش از بلوک لوت ادامه داشته است. دمای تشکیل بیش از ۳۲۰ درجه سانتیگراد برای بسیاری از نمونه‌های باریت و کوارتز معدن و قرارگیری آن در محیط آمیختگی آب ماگمایی و آب جوی نشان می‌دهد که محلولهای غنی از باریم و سیلیس می‌توانند برآمده از آب ماگمایی باشند. محلول از طریق گسل‌ها به بالا راه یافته است. افزایش شوری سیال کانه‌دار در باریت‌های با دمای پایین‌تر و کلسیت‌ها احتمالا به دلیل اضافه شدن آب‌های حوضه‌ای شور به محیط در مراحل پایانی تشکیل کانسار است. براساس شواهد زمین-

شناسی، کانی‌سازی، زمین شیمی اکسیدهای اصلی و عناصر خاکی نادر و بررسی سیال‌های درگیر، معدن تلخابوند می‌تواند از نوع باریت گرمابی باشد.

قدردانی

این مقاله با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۳/۴۵۹۲۲ مورخ ۱۳۹۶/۱۱/۱۷ انجام شده است.

مراجع

[1] Hanor J.S., *"Barite-celestine geochemistry and environments of formation",* In: Alpers C.N., Jambor J.L., Nordstrom D.K. (Eds.), Reviews in Mineralogy & Geochemistry - Sulfate Minerals, Vol. 40. Mineralogical Society of America, Washington, D.C, (2000) 193-275.

[2] Griffith E.M., Paytan, A., *"Barite in the ocean-occurrence, geochemistry and palaeoceanographic applications",* Sedimentology 59 (2012) 1817-1835.

[3] Ghorbani M., *"The Economic Geology of Iran, Mineral Deposits and Natural Resources",* Springer Geology, Dordrecht (2013). http://dx.doi.org/10.1007/978-94-007- 5625-0.

[4] Ghorbani M., *"Economic Geology of Mineral and Natural Resources of Iran",* Arianzamin, Tehran (2007).

[5] Ehya F., *"Rare earth element and stable isotope (O, S) geochemistry of barite from the Bijgan deposit, Markazi Province, Iran",* Mineralogy and Petrology 104 (2012) 81-93.

[6] USGS, *"Mineral Commodity Summaries 2014",* U.S. Geological Survey (2014) 196 p.

[7] Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M.H., Esfandiarpour A., "*Petrography and petrogenesis of intrusive rocks in the northeast of Nayband, East of Iran*", Iranian Journal of Petrology 16 (2013) 105-124.

[8] Ahmadi Rouhani R., *"Mineralization, geochemistry, tectonic, and petrogenesis of Bajestan intrusive rocks"*, Ph.D thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, (2018) 420 p.

[9] Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R.J., *"HOKIEFLINCS-H_2O-NACL: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H_2O–NaCl",* Computer in Geosciences 49 (2012) 334–337.

[10] Lecumberri-Sanchez P., Steel-MacInnis M., Bodnar R.J., *"A numerical model to estimate trapping conditions of fluid inclusions that homogenize by halite disappearance",* Geochimica et Cosmochimica Acta 92 (2012) 14-22.

[11] Ashouri A., Karimpour M.H., Saadat S., *"Geological map of Bajestan, 1:100000 scale",* Geological Survey of Iran (2005).

[12] Ahmadi Rouhani R., Karimpour M.H., Rahimi B., Malekzadeh Shafaroudi A., Klotzli U., Santos J.F., *"Petrology, geochronology, geochemistry and petrogenesis of Bajestan granitoids, North of Ferdows, Khorasan Razvi Province (in Persian)",* Iranian Journal of Economic Geology 8 (2) (2017) 525-552.

[13] Whitney D.L, Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals",* American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[14] Lottermoser B.G., Ashley P.M., *"Geochemistry and exploration significance of ironstones and barite-rich rocks in the Proterozoic Willyama Supergroup, Olary Block, South Australia",* Journal of Geochemical Exploration 57 (1996) 57–73.

[15] Greaves M.J., Elderfield, H., Klinkhammer G.P., *"Determination of the rare earth elements in natural water by isotope-dilution mass spectrometry",* Analytical Chemistry Acta 218 (1989) 265–280.

[16] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies",* in: P. Henderson (ed.), Rare Earth Element Geochemistry (Developments in Geochemistry 2), Elsevier, Amesterdam (1984) 1115-1522.

[17] Roedder E., *"Fluid inclusions",* Reviews in Mineralogy 12 (1984) 644 pp.

[18] Sheppherd T.j., Rankin A.H., Alderton D.H.M., *"A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies",* Blackie and Son (1985) 239 pp.

province (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (4) (2017) 813-824.

[29] Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L., Gerlach D.C., Russ III G.P., *"Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale",* Geology 18 (1990) 268–271.

[30] Alexander B.W., Bau M., Andersson P., Dulski, P., *"Continentally derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa",* Geochimica et Cosmochimica Acta 72 (2008) 378–394.

[31] Elderfield H., *"The oceanic chemistry of the rare earth elements",* Philos. Trans. R. Society of London A325 (1988) 105-126.

[32] Ding L., Zhong D., *"Characteristics of rare earth elements and cerium anomalies in cherts from the Paleo-Tethys in Changning-Menglian belt in western Yunnan, China",* Sciences of China (Ser D.) 39 (1996) 35-45.

[33] Paropkari A.L., Ray D., Balaram V., Prakash L.S., Mirza I.H., Satyanarayana M., Rao T.G., Kaisary S., *"Formation of hydrothermal deposits at kings Triple Junction, northern Lan back-arc basin, SW pacific: the geochemical perspectives",* Journal of Asian Earth Sciences 38 (2010) 121-130.

[34] Taylor R.P., Fryer B.J., *"Rare earth element geochemistry as an aid to interpreting hydrothermal ore deposits".* In: Mineralization associated with acid magmatism (ed) A M Evans (John Wiley & Sons, Ltd). (1983).

[35] Mukherjee A., Prabhakar G., "*Fluid inclusion studies and sulphur and strontium isotope geochemistry of vein barites of Celugumetla, Khammam district, Andhra Pradesh",* Journal of Geological Society of India 68 (2006) 201-206.

[36] Safina N.P., Melekestseva I.Y., Nimis P., Ankusheva N.N., Yuminov A.M., Kotlyarov V.A., Sadykov S.A., *"Barite from the Saf'yanovka VMS deposit (Central Urals) and Semenov-1 and Semenov-3 hydrothermal sulfide fields (Mid-Atlantic Ridge): a comparative analysis of*

[19] Guichard F., Church T.M., Treuil M., Jaffrezic H., *"Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning"*, Geochimica et Cosmochimca Acta 43 (1979) 983-997.

[20] Bozkaya G., Gokce A., *"Major, Trace and REE geochemistry of the Koru (Canakkale) Pb-Zn deposits",* Geological Bulletin of Turkey 45-2 (2002) 1-17.

[21] Bozkaya G., Gökce A., *"Trace- and rare-earth element geochemistry of the Karalar (Gaipasa-Antalya) barite-galena deposits, Southern Turkey",* Turkish Journal of Earth Science 13 (2004) 63–75.

[22] Clark S.H.B., Poole F.G., Wang, Z., *"Comparison of some sediment hosted, stratiform barite deposits in China, the United States, and India",* Ore Geology Review 24 (2004) 85–101.

[23] Jurković I., Garašić V., Hrvatović H., *"Geochemical characteristics of barite occurrences in the Paleozoic complex of South-eastern Bosnia and their relationship to the barite deposits of the Mid- Bosnian Schist Mountain",* Geology of Croat 63 (2010) 241–258

[24] Jurković I.B., Garašić V., Jurković, I.M., *"Geochemical characteristics of mercurian tetrahedrite, barite and fluorite from the Duboki Vagan, Glumac and Dubrave-Dugi Dol barite deposits, south of Kreševo, Mid-Bosnian Schist Mts",* Geology of Croat 64 (2011) 49–59.

[25] Hajalilou B., Vusuq B., Moayed, M., *"REE Geochemistry of Precambrian Shale-Hosted Barite-Galena Mineralization, a Case Study from NW Iran",* Iranian Crystallography and Mineralogy Journal 22 (2014) 39-48.

[26] Zarasvandi A., Zaheri N., Pourkaseb H., Chrachi A., Bagheri, H., *"Geochemistry and fluid-inclusion microthermometry of the Farsesh barite deposit. Iran",* Geologos 20 (2014) 201-214.

[27] Ehya F., Mazraei Sh. M., *"Hydrothermal barite mineralization at Chenarvardeh deposit, Markazi Province, Iran: Evidences from REE geochemistry and fluid inclusions",* Journal of African Earth Sciences 134 (2017) 299-307.

[28] Pourkaseb H., Taheri S., Zarasvandi A., Aliabadi M.A., *"Geochemistry and genesis of Robate Paein barite deposit, Khomien, Markazi*

[38] Ghaemmaghami A., Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M.H., *"Mineralogy, geochemistry and fluid inclusion study of Kuh Sorbi barite-lead± copper deposit, NE Iran (in Persian)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23 (2) (2015) 225-240.

[39] Beane R.E., "*The Magmatic–Meteoric Transition*", Geothermal Resources Council, Special Report 13 (1983) 245–253.

formation conditions", Mineralium Deposita (2015) http://dx.doi.org/10.1007/s00126-015-0617-9.

[37] Ramboz C., Charef A., *"Temperature, pressure, burial history, and paleohydrogeology of the Les Malines Pb-Zn deposit: reconstruction from aqueous inclusions in barite",* Economic Geology 83 (1988) 784-800.